

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.48

ТРАНСФОРМАЦИЯ БРЯНСКОЙ ПАЛЕОПОЧВЫ В ЗАПАДИНАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЛЕСОСТЕПИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ В МАКСИМУМ ВАЛДАЙСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ И В ГОЛОЦЕНЕ

© 2020 г. С. А. Сычева^{а, *}, П. Р. Пушкина^а, О. С. Хохлова^б, П. А. Украинский^с

^аИнститут географии РАН, Старомонетный пер., 29, Москва, 119017 Россия

^бИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН — обособленное подразделение
ФИЦ ПНЦБИ, ул. Институтская, 2, корп. 2, Пушкино, Московской обл., 142290 Россия

^сБелгородский государственный национальный исследовательский университет,
ул. Победы, 85, Белгород, 308015 Россия

*e-mail: sychevasa@mail.ru

Поступила в редакцию 26.11.2019 г.

После доработки 07.02.2020 г.

Принята к публикации 26.02.2020 г.

Статья посвящена вопросам изучения современных и позднеледниковых почв центральной лесостепи Восточно-Европейской равнины. Основная задача работы — выяснить, как изменяется один из главных стратиграфических почвенных уровней позднего плейстоцена — брянская палеопочва (конечная фаза МИС 3) под влиянием не только криогенеза максимума валдайского оледенения (МИС 2), но и голоценового почвообразования (МИС 1) в разных условиях современного микрорельефа. Изучена катена голоценовых почв, подстилаемых брянской палеопочвой в пределах не большой замкнутой западины в Казацкой степи Центрально-Черноземного государственного природного биосферного заповедника им. В.В. Алехина в Курской области. Западина предположительно возникла в результате суффозии и просадки лёссов. На микроводоразделе развиваются типичные черноземы (Haplic Chernozems), на склоне западины — черноземы выщелоченные (Livic Chernozems), а в днище — лугово-черноземные почвы (Luvic Chernozems (Stagnic)). Верхние гумусовые горизонты голоценовых почв аналогичны во всех секторах катены. На склонах и в нижней части западины подгоризонт Ah2 заменяется горизонтом AE, а горизонт Bk становится свободным от карбонатов и превращается в горизонт Bt. Изменение “нормального” профиля палеопочвы брянского межстадиала началось уже на последних этапах его формирования. Брянская почва сильно деформирована криогенными процессами во время максимума валдайского оледенения (владимирский криогенный горизонт). Вторичный диагенез брянской палеопочвы связан с почвообразованием в голоцене. Голоценовые почвы накладываются на профиль брянской палеопочвы, по-разному трансформируя его в разных секторах катены. На микроводоразделе диагенез в голоцене минимален. Брянская палеопочва наиболее трансформирована в днище микропонижения.

Ключевые слова: диагенез, чернозем, криогенез, голоцен, микродепрессия, микроморфология

DOI: 10.31857/S0032180X20090178

ВВЕДЕНИЕ

Брянская палеопочва является одной из двух главных стратиграфических почвенных уровней позднего плейстоцена. Ее временные аналоги широко развиты в лёссовых районах во всем мире и имеют местные названия: лонер, в Германии, Штильфред Б в Австрии, денекамп в Нидерландах, педокомплекс I в Чехии, сурдак в Сербии, дубновская в Западной Украине, витаческая 3 в Центральной и Восточной Украине, искуитимский педокомплекс в Западной Сибири, осинский педокомплекс в юго-восточной Сибири, фармдейл в США и другие эквиваленты [2, 3, 8, 10, 12–15, 20, 21, 23–27, 31–35, 37]. Брянская па-

леопочва имеет радиоуглеродный возраст в широком диапазоне 25–33 тыс. л. н. (некалиброванный) [9, 13, 22, 36]. Однако он не охватывает весь интервал сложного мегаинтерстадиала позднего плейстоцена (66–25 тыс. лет назад).

Брянская палеопочва формировалась только в завершающее потепление средневалдайского (средний Валдай, Вюрм, Вейшелиан) мегаинтерстадиала (морская изотопная стадия (МИС 3)). Этот период характеризовался наибольшей выровненностью рельефа возвышенных равнин и смягчением суровых перигляциальных условий перед максимумом последнего оледенения [5, 6, 8–10, 17, 19, 26, 38, 39].

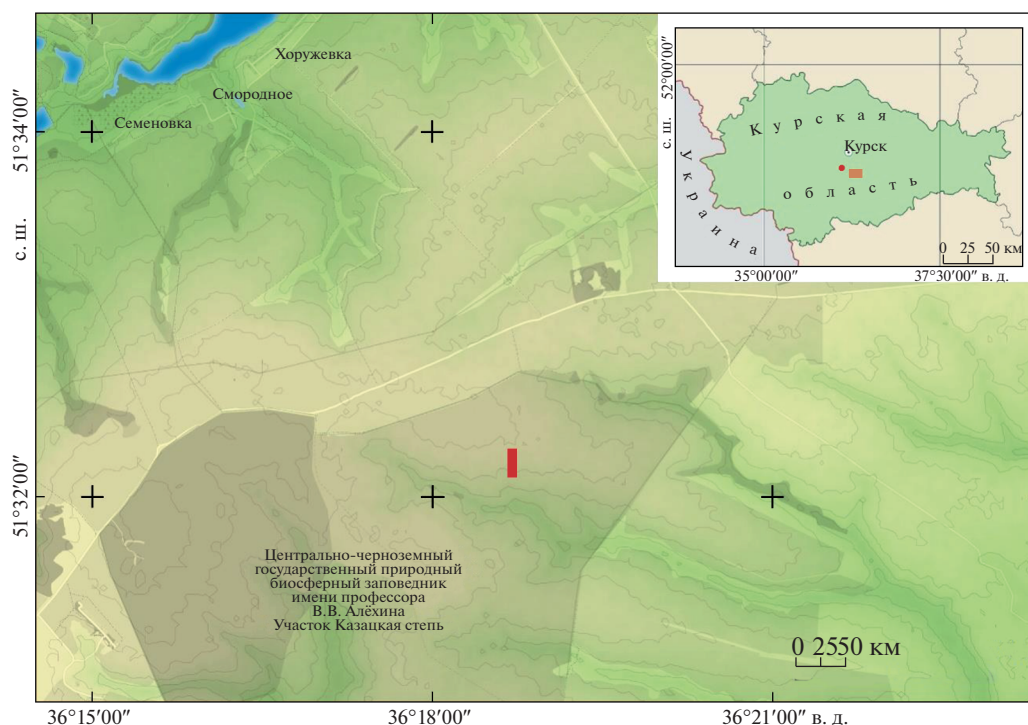


Рис. 1. Местоположение изучаемого участка, красная точка возле Курска — Александровский карьер; красный прямоугольник — изучаемая катена.

В перигляциальной и внеледниковой областях Восточно-Европейской равнины брянская палеопочва обладает яркими морфотипическими характеристиками, не позволяющими усомниться в ее диагностике [5, 8, 9, 16]. Типичный облик брянской палеопочвы: гумусовые горизонты сосредоточены в крупных мерзлотных клиновидных структурах, а карбонатный горизонт подтянут в межструктурные пространства.

Реконструкция генезиса брянской палеопочвы затруднена тем, что прямые аналоги ее среди современных почв неизвестны, так как условия перигляциальной зоны не свойственны современному межледниковью. Наиболее близкими аналогами брянской палеопочвы, по мнению Морозовой [13], являются мерзлотно-таежные и лесостепные палевые почвы в континентальных районах Центральной Якутии. Для них характерны сходные диагностические признаки: ооидная агрегированность, которая может быть результатом криогенной коагуляции, фульватный состав гумуса, оглиненность и оглеенность профиля [7, 11].

Яркий морфотип брянской палеопочвы создан не только процессами почвообразования в период функционирования почвы, но и воздействием криогенных процессов (первичный диагенез) в максимум валдайского оледенения (владимирский криогенный горизонт), когда почва

длительное время все еще находилась на поверхности [36].

Брянская палеопочва чаще залегает на глубине от 1.5 до 5 м. Если она залегает неглубоко от дневной поверхности, то входит в профиль современных почв, являясь частью их материнской породы. В таких случаях брянская почва подвергается воздействию процессов голоценового педогенеза и испытывает новые преобразования (вторичный диагенез). Характер диагенетических изменений зависит от генезиса современных почв и положения палеопочвы в дневном микрорельефе. Определению взаимозависимостей макро-, микроморфологических характеристик и некоторых физико-химических свойств брянской и развитой на ней голоценовой почвы в разных условиях современного микрорельефа посвящена данная публикация.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЯ

Основным объектом явилась катена по склону одной из западин (микродепрессии), находящейся в Казацкой степи (рис. 1). Координаты изученного объекта — $51^{\circ}31'28''$ N, $36^{\circ}17'44''$ E.

Казацкая степь — один из участков Центрально-Черноземного государственного природного биосферного заповедника им. В.В. Алехина. Заповедник расположен в юго-западной части Среднерусской возвышенности в пределах средней полосы лесостепной зоны. Климат Среднерусской

возвышенности умеренно-континентальный. Гидротермический коэффициент Иванова составляет 1.0–1.3, что соответствует оптимальным и незначительно увлажненным условиям. Лето теплое, с выпадением более 70% годовой суммы осадков. Зима сравнительно холодная, с устойчивым снежным покровом.

В Казацкой степи сохраняется практически исчезнувший в европейской лесостепи зональный тип растительности — плакорные разнотравно-луговые степи. Территория отличается очень высокой видовой насыщенностью трав (до 120 видов растений на площади 100 м²). Здесь произрастают 12 видов древних реликтовых растений, переживших неоднократные ледниковые эпохи (но эту территорию ледник никогда не покрывал). Такой была первобытная, не тронутая человеком степь тысячи лет назад. Долгое время эта территория называлась “Диким полем”. Поэтому до наших дней она сохранилась здесь в первозданном виде и служит образцом луговых степей, сформированных в условиях хорошего обеспечения атмосферной влагой (500–600 мм осадков в год) [15].

Центрально-Черноземный государственный природный биосферный заповедник им. В.В. Алехина — это один из немногих уцелевших в первозданном виде участков лесостепи, где сохранились мощные целинные черноземы. Мощность гумусового профиля типичных черноземов достигает 1.5–1.7 м. Содержание гумуса в верхних 10 см почвы составляет 9–12%, а запас его в метровом слое равен 540 т/га.

Для микрорельефа Казацкой степи, как и для других равнин Евразии, характерны многочисленные замкнутые депрессии (рис. 2). Это небольшие понижения округлой или овальной формы — западины (степные блюдца), часто беспорядочно разбросаны на поверхности степи поодиночке и группами. Диаметр западин достигает 30–50 м и более, глубина не превышает 1–1.5 м. Весной в степных блюдцах накапливаются талые снеговые воды, могут образовываться небольшие временные озера. Летом степные блюдца выделяются темными зелеными пятнами среди желтеющих трав и седого ковыля.

Происхождение таких депрессий до сих пор остается дискуссионным вопросом. Наиболее общепризнанные гипотезы их генезиса: суффозионно-просадочная и термокарстовая. Суффозионно-просадочная гипотеза предполагает не только вынос легкорастворимых солей и карбонатов, но и участие лессиважа — выноса глинистых частиц, а также уплотнение грунта за счет значительной просадки от начального объема лёсса в днище западин. Участие криогенных процессов при накоплении лёссовых пород с последующим освождением большой массы подземного льда в процессе термокарста, приуроченное к валдай-

скому позднеледниковью (МИС 2.1), составляет суть второй популярной гипотезы происхождения западин на возвышенных равнинах. Морфогенетический анализ микродепрессий и слагающих их пород дает возможность отдать предпочтение той или иной гипотезе. Для термокарста обязательно наличие крупных псевдоморфоз последнего позднеплейстоценового криогенного этапа (ярославского по Величко [4]), легко распознаваемых в разрезах. В случае их отсутствия говорить о термокарсте не представляется возможным. В последнее время чаще говорят о полигенетической природе степных блюдец, вкладывая в это разный смысл: от присутствия разных факторов и процессов в их формирование до многостадийности и разновременности в их развитии.

В последнее время часто обсуждается антропогенное происхождение микродепрессий [29, 30]. Для микроформ такого генезиса неперенным условием является нарушение естественного профиля почв в результате деятельности человека.

В результате многолетних наблюдений за малыми эрозионными формами, погребенными в лёссах и вскрываемыми в Александровском и других карьерах на Среднерусской возвышенности, одним из авторов было установлено определенное влияние погребенного московско-микулинского рельефа на формирование дневного микрорельефа и структуры современного почвенного покрова [17]. Как оказалось, многие из выраженных в современном рельефе микродепрессий (западин) унаследованы от погребенных московско-микулинских эрозионных форм, так как закладывались на верхних частях склонов этих палеодепрессий, ближе всего находившихся от дневной поверхности.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Полевое исследование проводилось в 1986 г. в особо охраняемом заповедном участке, и с этим было связано много трудностей и особенностей в получении дополнительных фотографических материалов. Была выбрана типичная микродепрессия (западина) недалеко от границы заповедного участка. Исследование проводилось методом траншеи глубиной 4 м (максимальной для экскаватора), заложенной по радиусу длиной 19 м замкнутой микродепрессии (рис. 2). Глубина микродепрессии 80–100 см, диаметр около 28–34 м. Высокий травостой не позволил заложить траншею точно через центр западины, но все же она вскрывала днище депрессии. Ширина траншеи была ограничена шириной ковша экскаватора (65 см). Узость траншеи сделала невозможным фотографирование объектов. Однако данный недостаток был компенсирован детальной зарисовкой стенок траншеи. На стенке траншеи чертилась сетка со стороной квадрата 50 см. На миллиметровой бумаге, учитывая

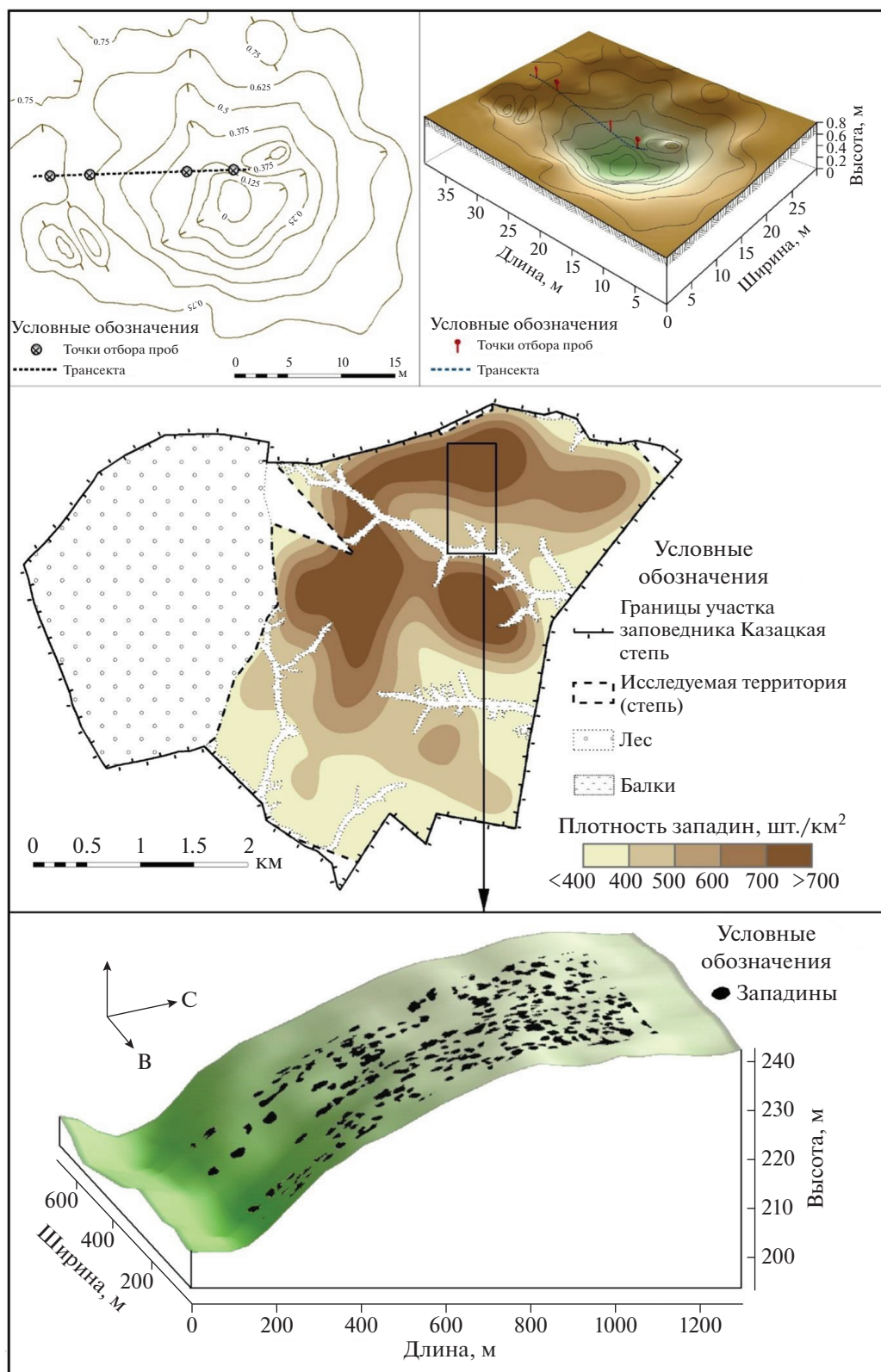


Рис. 2. Размер и микрорельеф изучаемой западины в Казахской степи.

масштаб, для каждого квадрата производилась зарисовка простираения границ горизонтов, включений и новообразований (рис. 3, А, 3, Б).

Для индексации горизонтов современного чернозема и ископаемых почв применялась международная система WRB-2015 [28]. Для лучшего понимания российскими почвоведомы в тесте при описании траншеи в скобках мы указали аналоги индексов горизонтов по [11]. В связи с неразработанностью в почвоведении общепринятой классификации погребенных почв и педокомплексов мы пользовались применяемой в четвертичной палеогеографии и палеопедологии индексацией горизонтов ископаемых почв. Квадратными скобками (или буквой “b” по WRB-2015) обозначают горизонты погребенных почв, включенных в профиль голоценовой почвы (как в нашем случае) или в профиль других палеопочв (при формировании педокомплексов). Если же палеопочвы разделены лёссами, квадратные скобки не применяются, а расположенные ниже голоценовых почв почвенные профили получают обычные индексы (без обозначения погребения).

Катена состояла из элювиального — на микроводоразделе (1–8 м), транзитного — на склоне (8–13 м) и аккумулятивного — в днище (13–19 м) секторов. Описание и отбор образцов проходил на одной стенке траншеи по нескольким вертикальным колонкам (аналогам разрезов) в точках 1.5, 5, 13 и 16 м. Вследствие полигонального строения брянской почвы отбор образцов в некоторых случаях проводился из соседних, но разных педонов: по клиновидной трещине (микр понижению) и пятну (бугорку).

Для решения задачи, поставленной в данной работе, нами применялся стандартный набор методов палеопедологического исследования: макро- и микроморфологическое описания, зарисовки, основной набор физико-химических анализов. Содержание органического углерода в почве для всех образцов определяли по методу Тюрина [1]. Карбонаты определяли манометрически, как количество CO_2 , выделяемого в герметичных сосудах с резиновыми пробками, в которых образцы реагировали с 10%-ным раствором HCl . Микромонолиты для изготовления шлифов были отобраны по нескольким вертикальным колонкам в тех же точках, что и отбор образцов общей массы. Шлифы анализировали с использованием поляризационного микроскопа (Carl Zeiss HBO 50, Германия) в Институте физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пушкино, Россия.

Радиоуглеродное датирование брянской почвы в данном разрезе не выполнялось. Но оно неоднократно проводилось в опорном разрезе Александровский карьер, находящийся в 15 км на северо-запад от Казацкой степи [20, 36].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Макроморфологические исследования. *Элювиальный сектор катены (точки 1.5 и 5 м).*

Слой 1. Голоценовая почва — чернозем типичный (Haplic Chernozem) [28] (рис. 3, А, табл. 1).

Ah1 (A1), 0–50 см. Верхняя часть (0–18 см) — дернина густо переплетена корнями растений — темно-серый, тяжелый суглинок, мелкоореховато-зернистой структуры, уплотненный, с частичками осветленной крупной пыли на поверхности агрегатов. В нижней части (30–50 см) суглинок более оструктурен (горизонт “крупки”). Внутрипедная масса (ВПМ) однородная. Переход отчетливый по цвету ВПМ.

Ah2 (AB), 50–100 см. Суглинок тяжелый, буровато-темно-серый, неравномерной окраски, ВПМ однородная. Структура крупно-призмочно-столбчатая. Педы покрыты матовыми гумусово-глинистыми кутанами, которые перекрыты яркими, необильными, мучнистыми карбонатами.

ABk (ABca), 100–170 см. Суглинок тяжелый, буро-серый, ВПМ пестрая. Структура ореховато-столбчатая, сложная. Крупные агрегаты распадаются на мелкие, средние угловатые и плоские агрегаты, много кротовин, копролитов. Карбонатные новообразования мучнистые и в виде белесоватых пленок по граням агрегатов. Нижняя граница кротовинная.

Гумусовый профиль (горизонты Ah + AB + ABk) имеет мощность от 150 до 195 см.

Слой 2. Валдайский лёсс, BCk (BCsa), 170–210 см. Суглинок светло-бурый, тяжелый, пылеватый, карбонатный. Структура столбчато-призмочная. Вертикальные грани агрегатов покрыты редкими, бурыми, глинистыми кутанами. Суглинок пористый, перерытый: 12 кротовин на 1 м². Переход постепенный. Граница диффузная, слабоволнистая, с отходящими вниз вертикальными прожилками, толщиной 1.5–2 см, проникающими до 250 см.

Слой 3. Брянская палеопочва (рис. 3, А, 3, Б), 210–290 см. Горизонты Ah(A1) и AB находятся внутри мерзлотных структурных деформаций — клиньев шириной верхней части 100–120 см, чередующихся с интервалом (100–150 см). Высота клиньев 130 до 170 см. Клиновидные структуры заканчиваются серией мелких гумусированных прожилок, которые прослеживаются до глубины 360–400 см от дневной поверхности. Внутреннее строение постмерзлотных структур неоднородное. Клинья содержат более плотные ядра (горизонт Ah) — грушевидной формы. Ширина ядер в верхней части 50–60 см, в нижней — 5–6 см, высота 0.8–1.0 м. Ядра выполнены буровато-палевым с серым оттенком суглинком, наиболее тяжелым по гранулометрическому составу, более плотным и гумусированным, с многочисленными

Таблица 1. Комплексное морфологическое описание элювиального и аккумулятивного секторов изучаемой катены

Слой	Характеристика	Секторы катены	
		элювиальный	аккумулятивный
		Элемент микрорельефа западины	
		микроводораздел	днище
1. Голоценовая почва	Горизонт	Ah1	Ah1
	Глубина, см	0–50	0–70
	Цвет	Темно-серый	Темно-серый
	Гранулометрический состав	Тяжелый суглинок	Тяжелый суглинок
	Структура	Мелкоореховато-зернистая	Сложная комковато-зернистая
	Новообразования и включения	Осветленная крупная пыль	Осветленная крупная пыль
	ВПМ	Однородная	Однородная
	Переход	Заметный по цвету ВПМ	Заметный
	Горизонт	Ah2	AhE
	Глубина, см	50–100	70–110
	Цвет	Буровато-темно-серый	Серый
	Гранулометрический состав	Тяжелый суглинок	Тяжелый суглинок
	Структура	Крупно призмовидно-столбчатая	Сложная, ореховатая, книзу ореховато-столбчатая
	Новообразования и включения	Матовые гумусово-глинистые кутаны, перекрытые мучнистыми карбонатами	Гумусово-глинистые кутаны перекрыты скелетаной
	ВПМ	Однородная	Однородная
	Переход	Заметный	
	Горизонт	AhBk	AhEBt
2. Поздневалдайский лёсс	Глубина, см	100–170	110–140
	Цвет	Буро-серый	Серо-бурый
	Гранулометрический состав	Тяжелый суглинок	Тяжелый суглинок
	Структура	Ореховато-столбчатая, сложная	Сложная, призмовидно-крупно- и мелко-ореховатая
	Новообразования и включения	Мучнистые карбонаты, белесоватые карбонатные пленки	Обильная скелетана покрывает глинисто-гумусовые матовые кутаны
	ВПМ	Неоднородная	Неоднородная
	Переход и граница	Кротовинная	Заметный
	Горизонт	Bck	Bt
	Глубина, см	170–210	140–180
	Цвет	Светло-бурый	Бурый
	Гранулометрический состав	Тяжелый, пылеватый суглинок	Тяжелый суглинок
	Структура	Столбчато-призмовидная	Призмовидно-крупно-столбчатая
	Новообразования и включения	Редкие, бурые, глинистые кутаны	Обильная скелетана на гумусово-глинистых кутанах
	ВПМ	Однородная	Однородная
	Переход и граница	Диффузная, волнистая, с вертикальными прожилками	Постепенный Диффузная

Таблица 1. Продолжение

Слой	Характеристика	Секторы катены	
		элювиальный	аккумулятивный
		Элемент микрорельефа западины	
		микроводораздел	днище
3. Брянская палеопочва	Горизонт	Ah	Ah
	Глубина, см	210–240	180–250
	Цвет	Буровато-палевый с серым оттенком	Темно-бурый
	Гранулометрический состав	Легкая глина	Легкая глина
	Структура	Монолитная, ооидная	Монолитная
	Новообразования и включения	Темно-коричневатые матовые глинистые кутаны	Коричневые, глинистые, слабооглеенные кутаны
	ВПМ	Неоднородная, гумусированная	
	Переход и граница	Ядра грушевидной формы. Ширина ядер в верхней части 50–60 см, в нижней – 5–6 см, высота 80–100 см	Глинистые ядра. Постепенный. Диффузная
	Горизонт	AhB	AhBtb
	Глубина, см	210–290	180–280
	Цвет	Ярко-бурый	Темно-бурый с сероватым оттенком
	Гранулометрический состав	Тяжелый суглинок	Тяжелый суглинок
	Структура	Ооидная	Глыбистая, ооидная
	Новообразования и включения	Древние червороины. Многочисленные Mn–Fe примазки, пятна оглеения, карбонатные трубочки	Кутаны матовые, бурые, мелкие черные марганцовистые конкреции
3а	ВПМ	Неоднородная	Неоднородная
	Переход и граница	Клиновидная. Высота клиньев 130–170 см, ширина 100–120 см, интервал 100–150 см	Постепенный. Диффузная. Клинья почти не различимы
	Горизонт	Bk брянской палеопочвы	BCtg голоценового чернозема
	Глубина, см	240–290	240–280
	Цвет	Светло-палевый	Буровато-палевый с сизоватым оттенком
	Гранулометрический состав	Средний суглинок	Средний суглинок
	Новообразования и включения	Рыхлые карбонатные скопления. Книзу пятна оглеения, Mn-примазки	Глинистые кутаны редкие, матовые, оглеенные. Черные марганцовистые примазки
	ВПМ	Неоднородная	Неоднородная
	Переход и граница	Заметный. Темно-серые прожилки из горизонта А брянской палеопочвы	Постепенный. Диффузная

Таблица 1. Окончание

Слой	Характеристика	Секторы катены	
		элювиальный	аккумулятивный
		Элемент микрорельефа западины	
		микроводораздел	днище
4. Ранне-, средневалдайский	Слой Глубина, см Цвет Гранулометрический состав Новообразования и включения ВПМ Переход и граница	Педоседимент 290–350 Серовато-палевый с буровато-сизым оттенком Средний суглинок Mn–Fe-примазки, кротовины, сизые, мелкие карбонатные конкреции, гумусированные, ржавые прожилки Неоднородная Резкий. Волнистая, с субвертикальными трещинами	Педоседимент 280–300 Буровато-палевый с сизым оттенком Средний суглинок Редкие Fe-примазки Неоднородная Резкий
5. Московский лёсс	Слой Глубина, см Цвет Гранулометрический состав Новообразования и включения ВПМ	Лёсс 350–370 (510 по данным бурения) Белесовато-палевый Суглинок легкий Mn–Fe-примазки, карбонатные трубочки по порам Однородная	Лёссовидный, бескарбонатный суглинок 300–370 Светло-палево-сизый Суглинок легкий Бурые прожилки, ржавые железненные пятна, бескарбонатный Неоднородная

ми Mn–Fe примазками, пятнами оглеения. ВПМ неоднородно окрашена гумусом. Отмечаются темно-коричневатые матовые глинистые кутаны, ооидная структурная организация. Прибортные части клиньев (горизонт АВ) выполнены плотноватым ярко-буром суглинком, неоднородным по цвету, микропористым, мелкотрещиноватым, с Mn-примазками, карбонатными трубочками, древними черворами, заполненными более темным гумусированным суглинком. Для этого подгоризонта главная черта – микроненородность, которая создается черворами, ооидами.

Слой 3а. Вк (Вса), 240–290 см. Суглинок светло-палевый, средний, пылеватый. Карбонаты представлены рыхлыми пылеватыми скоплениями, перемешанными с минеральной массой. Наиболее однородный карбонатный материал подтянут к границам мерзлотных структур и на высохшей стенке клинья оконтурены белесым суглинком. В верхней части, у основания клиньев, горизонт Вк в горизонтальном сечении имеет вид пятен. По нижней границе суглинок оглеен, содержит Mn-при-

мазки, черные волосяные трещины – прожилки из горизонта А брянской почвы.

Слой 4. Педоседимент, 290–350 см. Переотложенный материал горизонтов более древних средне-, ранневалдайских почв, преобразованный в процессе крио- и литогенеза. Он представлен суглинком средним, серовато-палевым с буровато-сизым оттенком, неоднородным по цвету с пятнами бурого суглинка, сизыми, ржавыми и гумусированными прожилками. Отмечены Mn-примазки, мелкие карбонатные конкреции, кротовины, с заполнением нижележащим белесовато-палевым суглинком. Слой разбит клиновидными структурами брянской ископаемой почвы и выражен в виде трапцевидных образований. Переход резкий, граница волнистая, нарушенная прожилками субвертикальной ориентации. Эта граница отражает смену наносов – двух лёссовых горизонтов, относящихся к разным ледниковым эпохам: валдайской и московской.

Слой 5. Московский лёсс, 350–580 см. Суглинок легкий, белесовато-палевый, лёссовидный,

Таблица 2. Сравнение характеристик современных почв и брянской палеопочвы в различных секторах катены (элементах рельефа западины)

Характеристика	Элемент рельефа западины		
	микроводораздел	склон	днище
Граница секторов по профилю, м	1–10	10–15	15–19
Голоценовая почва	Типичный чернозем (Haplic Chernozems)	Выщелоченный чернозем (Luvic Chernozems)	Лугово-черноземная почва (Luvic Chernozems (Stagnic))
Первый гумусовый горизонт Ah1	Ah1	Ah1	Ah1
Второй гумусовый горизонт Ah2	Ah2	Ah2	AhE
Переходный горизонт AhB	AhB	AhB/AhBt	Переходный гумусово-элювиально-иллювиальный горизонт AhEBt
Карбонатный горизонт Bk	Bk	Bk/Bt	Иллювиальный горизонт Bt
Мощность гумусового профиля, м	1.5–1.95	1.3–1.5	1.4
C _{орг} , % max	9.2	10.3/9.9	Не определялось
CO ₂ карб, %	6.5/5.6	5.2	0
Поздневалдайский лёсс	Карбонатный Ск	Бескарбонатный	Бескарбонатный суглинок
Брянская палеопочва	Дерновая иллювиально-карбонатная (Calcic Cambisol)		Дерновая иллювиально-железистая надмерзлотно-глеевая (Gleyic Cambisol Gelistagnic)
Глубина, м	2.0/2.4	2.0/2.2	1.8/2.1
Мощность профиля, м	1.2–1.5	1.0	0.8–1.1
Ah	Ah	Ah	Aht
AhB	AhBk	AhB	AhBt
Bt	Bk	Bk/Bt	Btg
C _{орг} , % max	0.6–0.8	0.7–0.8	1.1–1.3
CO ₂ карб, %	9.2	9.6–6.7/0.0	0

карбонатный, мелкопористый, неоднородный за счет многочисленных Mn-Fe-примазок.

Транзитный сектор (точка 13 м).

В средней части траншеи начинается склон западины (рис. 3, А, 10 м — начало склона, табл. 2) — переход в замкнутую микродепрессию. Ниже по склону от слабовыраженной бровки блюда (точки 9–10 м) меняется тип современной почвы: типичный чернозем сменяется выщелоченным черноземом (Luvic Chernozem). В этом секторе катены современная почва имеет несколько укороченный гумусовый профиль мощностью 130–150 см. Линия вскипания карбонатов с глубины 0.5 см в точке 9 м заметно опускается до глубины 150 см в точке 13 м. Между гумусовым и карбонатным горизонтом появляется иллювиально-глинистый горизонт (Bt). Он прослеживается в стенке траншеи, начиная с

точки 12 м, как линза с ярко бурыми железисто-глинистыми кутанами. Нижняя граница глинистой линзы между 12 и 13 метрами резко опускается от 150 до 250 см. Горизонт Bt — яркий темно-бурый тяжелый суглинок, призматической структуры, пористый, плотный, бескарбонатный, перерыв землероями. Переход к брянской почве постепенный.

Брянская почва в транзитном секторе залегает на той же глубине — 200–220 см. Она по-прежнему разбита криогенными клиновидными структурами. В этой позиции микрорельефа клиновидные структуры брянской почвы приобретают неправильную форму, становятся меньше по размерам, исчезают прожилки (рис. 3, В). Их заполнение приобретает более темный оттенок. Карбонатный горизонт брянской почвы приобретает красноватый или розоватый оттенок. Глинистое ядро

внутри клиновидных структур неоднородно: на границе с вмещающими породами оно менее плотное, к центру уплотняется, все включения неоднородны по плотности.

Аккумулятивный сектор (точка 16 м).

В днище западины современная почва имеет иной тип строения профиля (рис. 3, А, от 13 до 19 м, табл. 1, 2).

Слой 1. Ah (A1), 0–70 см. Темно-серый, тяжелый суглинок, хорошо выраженной, сложной комковато-зернистой структуры.

AhE (A1A2), 70–110 см. Серый, тяжелый суглинок. ВПМ однородная, более теплого коричневатого тона. Структура сложная, ореховатая, книзу ореховато-столбчатая. Гумусово-глинистые кутаны серого цвета по граням агрегатов перекрыты скелетаной, со слабо выраженными проявлениями выноса ила.

AhEBt (A2Bt), 110–140 см. Суглинок тяжелый, серо-бурый. ВПМ неоднородная, с буроватым оттенком. Структура сложная, призмовидно-, крупно-, и мелко-ореховатая. Обильная скелетана покрывает глинисто-гумусовые пленки (в основном матовые) на гранях агрегатов.

Слой 2. Валдайский лёсс, превращенный в горизонт Bt, 140–180 см. Суглинок тяжелый, бурый, призмовидно крупно-столбчатый, с обильной скелетаной на гумусово-глинистых пленках, покрывающих грани крупных агрегатов.

Слой 3. Брянская палеопочва, 180–280 см.

AhBtb ([ABt]). Суглинок тяжелый, темно-бурый с сероватым оттенком, однородный, глыбистого сложения, микроагрегирован (ооиды), кутаны матовые, бурые, мелкие черные марганцовистые конкреции. Клинья почти не различимы. Ядра внутри клиновидных структур (это – диагенетически преобразованный гумусовый горизонт брянской почвы – [AhBt]) с диффузными границами темно-бурого цвета и более тяжелые по гранулометрическому составу. Кутаны в ядрах – коричневые, глинистые, слабо оглеенные.

BCtg (BtgC). В межструктурных пространствах суглинок буровато-палевый с сизоватым оттенком, мелко- и крупнопористый, с сизыми пятнами оглеения и ржавыми прожилками. Кутаны редкие, глинистые, матовые, оглеенные. Черные марганцовистые примазки отмечаются не только в порах, но и в ВПМ.

Слой 4. Педоседимент, 280–300 см. Суглинок средний, буровато-темно-палевый, мелкопористый, поры заполнены, редкие железистые примазки.

Слой 5. Московский лёсс, 300 см. Суглинок легкий, светло-палево-сизый, неоднороден по окраске, с многочисленными бурыми прожилками из слоя 3, а также ржавыми ожелезненными

пятнами, бескарбонатный. Сложение чешуйчато-листоватое (постшлировидное).

Стратификация почвенных горизонтов в аккумулятивном секторе катены затруднена из-за слабой контрастности цвета. В днище блюдца отложения более плотные, ярко бурого цвета и более тяжелые по гранулометрическому составу и полностью отмыты от карбонатов. Современная почва имеет хорошо развитый гумусово-аккумулятивный горизонт, отчетливо морфологически выраженные гумусово-элювиальный (AhE), переходный AhEBt и иллювиальный (Bt) горизонты. Она определена как лугово-черноземная почва (Luvic Chernozem (Stagnic)). Ходы землероев в днище западины не опускаются ниже 150–160 см, и выше они единичны. В целом отложения в днище блюдца более однородные. Переходы между слоями постепенные, границы трудно определяемые, диффузные.

Таким образом, на микроводоразделе (в элювиальном секторе катены) развит типичный чернозем с горизонтами Ah1-Ah2-AhB-Bk-Ck на склоне (в транзитном секторе) – выщелоченный чернозем с горизонтами Ah1-Ah2-AhB-Bt-Bk-Ck и днище западины (в аккумулятивном секторе) – лугово-черноземная почва с горизонтами Ah-AhE-AhB-Bt-C.

Верхние гумусовые горизонты развиты во всех почвах катены, мощность их близка. На склонах и в нижней части западины субгоризонт Ah2 заменяется горизонтом AhE, а горизонт Bk становится свободным от карбонатов и превращается в горизонт Bt.

Микроморфологические наблюдения. В изученной катене горизонт Ah голоценового чернозема на микроповышении характеризуется высокой степенью активности мезофауны, обильными растительными остатками, зернистой микроструктурой с копрогенными агрегатами, а также педами разных порядков, аморфным органическим тонкодисперсным материалом (рис. 4, А). В нижней части горизонта Ah и горизонта AhBk наблюдается тонкодисперсное аморфное органическое вещество, цвет – коричневый с черными точками, четкие признаки активности мезофауны, а также отмечаются редкие копрогенные агрегаты (рис. 4, Б) и мелкие (<20 мкм) округлые и удлиненные зерна литогенного кальцита в основной массе. В горизонте BCk появляются ооидоподобные агрегаты, состоящие из глинисто-карбонатного тонкодисперсного материала (рис. 4, В); в целом тонкодисперсный материал здесь не агрегирован и содержит мало карбонатов, но видны рассеянные зерна литогенного кальцита, полностью погруженные в этот материал, (рис. 4, В, стрелки).

Голоценовые почвы наложены на средневалдайскую брянскую палеопочву, по-разному трансформируя ее в разных секторах катены. При на-

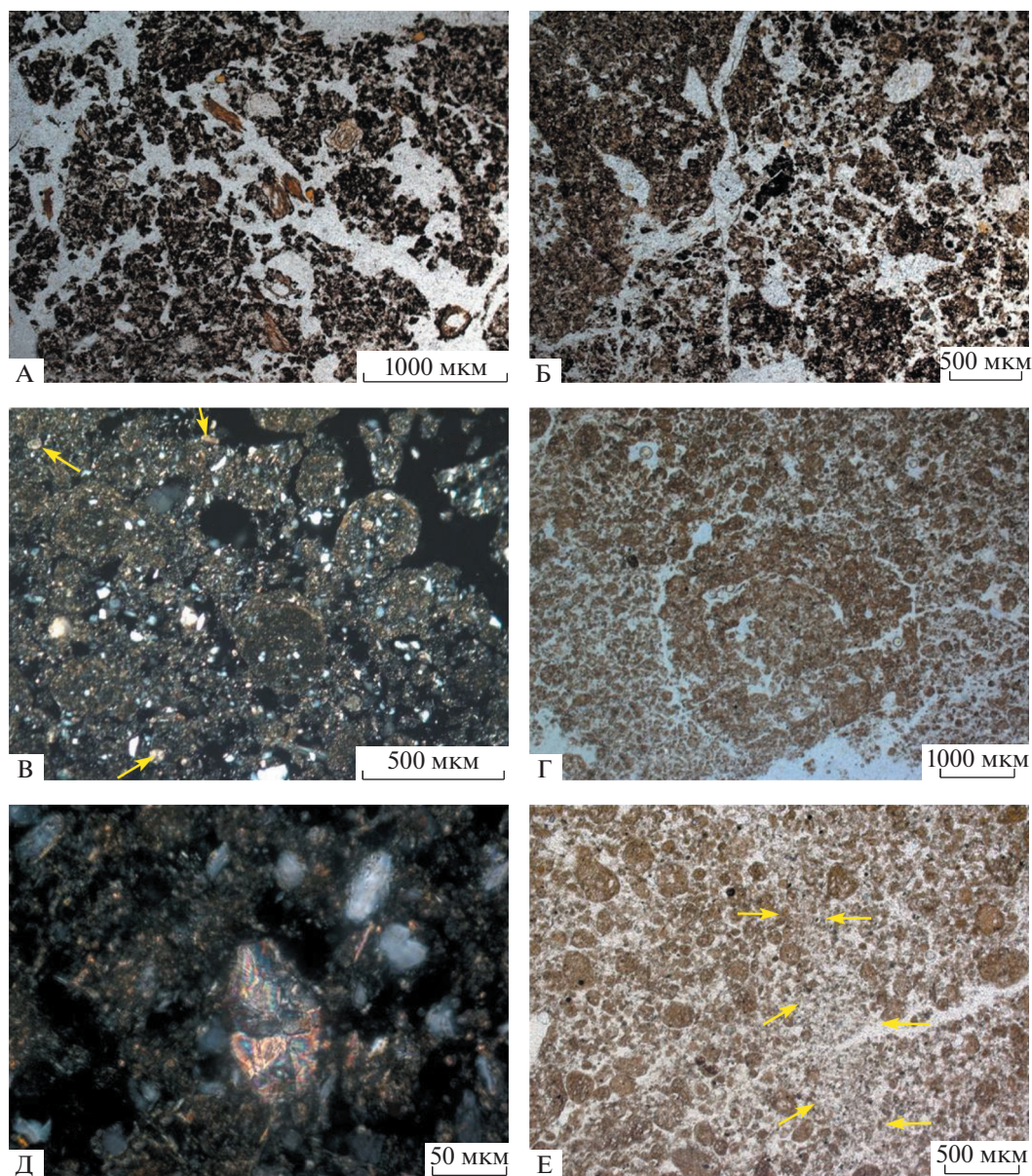


Рис. 4. Микроструктура голоценовой почвы и брянской палеопочвы на микроповышении изучаемой катены: А — высокая степень активности мезофауны, обильные растительные остатки, зернистый с копрогенными агрегатами, педы разных порядков, органический аморфный тонкодисперсный материал, верхняя часть горизонта Ah голоценовой почвы, PPL; Б — аморфный органический тонкодисперсный материал, коричневый в черными точками, отчетливыми признаками активности мезофауны, редкими копрогенными агрегатами и мелкими (<20 мкм) зернами литогенного кальцита, нижняя часть горизонта Ah голоценовой почвы, PPL; В — ооидоподобные агрегаты, состоящие из глинисто-карбонатного тонкодисперсного материала и рассеянных зерен литогенного кальцита (стрелки), горизонт BSc, XPL; Г — фрагментация почвенной массы мезофауной, наличие в изобилии органического вещества в виде бурых органо-минеральных комплексов, горизонт Ah брянской палеопочвы, PPL; Д — спаритовые зерна, горизонт AhBk брянской палеопочвы, XPL; Е — криогенная сортировка зерен кварца (стрелки) в верхней части горизонта Ah брянской палеопочвы, PPL.

блюдении на микроуровне голоценовый диагенез горизонта Ah брянской палеопочвы представляется минимальным: фрагментация почвенной массы мезофауной, обилие органических веществ в виде коричневых органо-минеральных комплексов (рис. 4, Г). Поскольку брянские палеопочвы развивались на средневалдайском кар-

бонатном лёссе, во всех горизонтах палеопочвы можно видеть удлинённые и округлые зерна литогенного кальцита, полностью погруженные в тонкодисперсный материал. Кроме того, самыми крупными по размеру, хотя и редко встречающимися, являются зерна спарита, возможно, биогенного происхождения, отличающиеся необыч-

ной формой и обликом (рис. 4, Д). Их можно встретить во всех горизонтах брянской палеопочвы на микроповышении в изучаемой катене. Криогенная сортировка кварцевых зерен (относящаяся к владимирскому криогенному горизонту) отчетливо видна в самой верхней части горизонта Ah брянской палеопочвы (рис. 4, Е, стрелки).

В голоценовых почвах на склонах и в нижней части микродепрессии горизонт Ah, в отличие от микроповышения, имеет органическое вещество в основном аморфное и коричневого цвета; другое отличие состоит в менее явных признаках активности мезофауны (рис. 5, А). В горизонте Вt имеются видимые признаки переувлажнения, такие как пятна и нодулы оксидов железа (рис. 5, Б); тонкодисперсный материал анизотропный, имеет перекрестно-волокистую и вокругскелетную ориентацию (рис. 5, В); карбонатный материал присутствует только в виде отдельных зерен спарита в пустотах и, а также округлые и удлиненные зерна литогенного кальцита разбросаны в тонкодисперсном материале (рис. 5, В, стрелки).

Глинистый материал в горизонте ВСtg брянской палеопочвы в нижней части катены (на склонах и на дне микродепрессии) сильно консолидирован (порфировидное микросложение), имеет четкие признаки анизотропии: кольцевая, перекрестно-волокистая и вокругскелетная ориентация тонкодисперсной массы, минеральные зерна почти невидимы и имеют размер мелкой пыли (рис. 5, Г), очень тонкие Fe-глинистые кутаны видны в порах (рис. 5, Д), пятна оксидов железа разбросаны поверх тонкодисперсной массы (рис. 5, Г). Очень характерным является наличие множества черных и иногда прозрачных с черной окантовкой минералов в форме куба (вевеллит, вевделит?), которые остались вместо растительных остатков в пустотах (рис. 5, Е).

В ВСk горизонте брянской палеопочвы днища микродепрессии редкие тонкие карбонатные кутаны наблюдаются в некоторых порах (рис. 5, Ж); крайне редко видны в почвенной массе зерна спарита (рис. 5, З, стрелки). В самом нижнем горизонте ВСkg очень хорошо видны как недифференцированные карбонатные нодулы, так и железистые пятна (рис. 5, И, стрелки).

Углерод органический и карбонаты в брянской палеопочве: распределение по катене. Глубина залегания и мощность профиля брянской палеопочвы незначительно, но все же уменьшается от микроповышения к днищу западины (табл. 3), а гранулометрический состав утяжеляется.

Содержание углерода органического вещества существенно (для палеопочв) меняется по катене: наименьшее в почве элювиального сектора и наибольшее в аккумулятивном секторе (в 2 раза больше, чем элювиальном).

Количество карбонатов в карбонатном горизонте брянской почвы больше, чем карбонатном горизонте голоценового чернозема. Оно наивысшее в профиле брянской почвы в элювиальном секторе катены и резко уменьшается (до следов) в аккумулятивном секторе.

ОБСУЖДЕНИЕ

Брянская палеопочва залегает на глубине 180–240 см от дневной поверхности и даже выше. На микроводоразделе она расположена наиболее глубоко, в днище западины — ближе к поверхности (табл. 1, 2, рис. 3).

В первоначальном виде профиль брянской палеопочвы, вероятно, состоял из горизонтов Ah-AhB-Bk-Bg. Реконструированная мощность горизонтов: Ah — не более 5–10 см, AhB — 20–30 см, Bk — 25–40 см, Bg — 10–20 см. Общая мощность профиля 80–100 см. Эта почва менее мощная и развитая, чем современные почвы изучаемого региона — черноземы. Такую почву можно назвать интерстадиальной дерновой иллювиально-карбонатной (Calcic Cambisol), а на заключительных этапах ее развития надмерзлотно-глеевой (Calcic Cambisol (Gelstagnic)). Ведущими почвообразовательными процессами были гумусонакопление, оглинивание, иллювиирование карбонатов, а на заключительных этапах — значительное криогенное турбирование и оглеение. Однако диагностические признаки брянской палеопочвы формировались не только во время педогенеза (в интерстадиал), но и в последующую климатическую эпоху (максимум оледенения), когда почва, все еще находясь на поверхности, претерпевала существенные изменения [20, 36]. Сильнейший криогенез в максимум последнего гляциала (владимирский криогенный горизонт) способствовал кардинальному перераспределению основных горизонтов брянской палеопочвы и их вторичному оглеению. В результате образование криогенных структур типа пятен-медальонов привело к нарушению, смещению и перемещению почвенных горизонтов. Более тяжелосуглинистый материал гумусового горизонта стекал внутрь мерзлотных трещин при их таянии, образуя грушевидные ядра (рис. 3). Горизонт AhB заполнял клиновидные структуры. Карбонатный горизонт перераспределялся между “клиньями” — в “бугорках”. В результате профиль брянской почвы представлен в виде крупных клиновидных структур (в плане — пятен-медальонов), шириной 70–150 см, высотой 100–130 до 180 см, чередующихся с интервалом 200–250 см.

Распределение гумуса и карбонатов брянской почвы закономерно меняется в катене. Содержание гумуса в горизонте Ah брянской почвы в днище западины (в аккумулятивном секторе) больше (1.10–1.27%), чем в аналогичном горизонте в элювиальном и транзитном секторах катены (0.75–

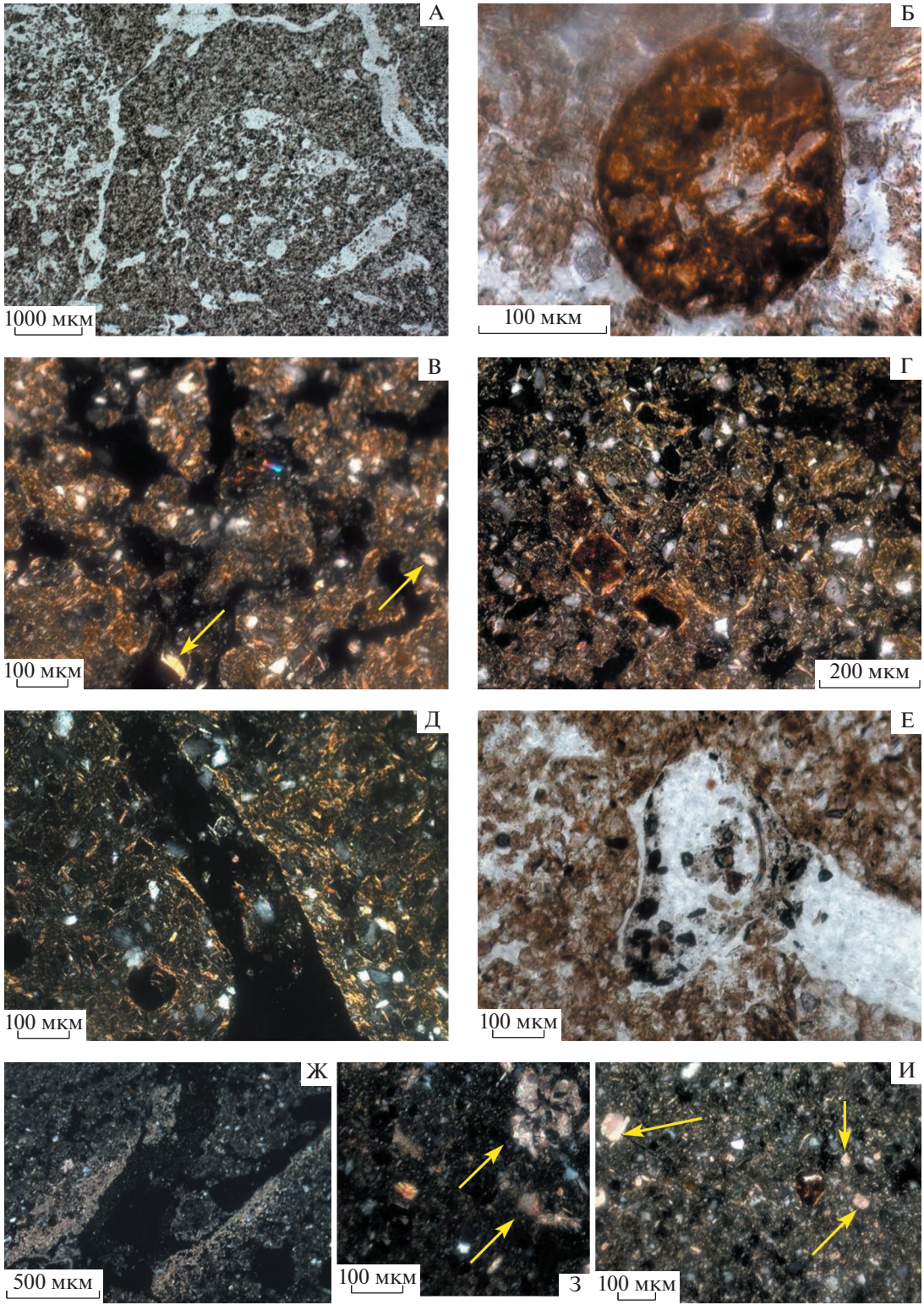


Рис. 5. Микроструктура голоценовой почвы и брянской палеопочвы на склонах и в нижней части микродепрессии изучаемой катены: А — коричневатый аморфный органический тонкодисперсный материал и слабые признаки активности мезофауны, горизонт Ah голоценовой почвы, PPL; Б — пятна и нодулы оксидов железа (PPL); В — перекрестно-волокнистый и вокругскелетный тип оптической ориентации тонкодисперсного материала, отдельные зерна спарита в порах и рассеянные округлые зерна литогенного кальцита (стрелки) в тонкодисперсной массе (XPL), горизонт Bt голоценовой почвы; Г — высокоплотный глинистый тонкодисперсный материал, порфировидное микросложение, кольцевой и перекрестно-волокнистый тип оптической ориентации тонкодисперсного материала, пятна оксидов железа поверх тонкодисперсной массы, XPL; Д — тонкие Fe-глинистые кутаны в порах, XPL; Е — минералы кубовидной формы (вевеллит, ведделит?), которые остались вместо растений в пустотах, PPL; Г—Е — горизонт BCtg брянской палеопочвы (склон западины); Ж — тонкие карбонатные кутаны, XPL, З — зерна спарита (стрелки) в почвенной массе, XPL; Ж—З — BCk горизонт брянской палеопочвы; И — недифференцированные карбонатные нодулы (стрелки) и железистые пятна, горизонт BCkg брянской палеопочвы, XPL.

Таблица 3. Содержание органического углерода и CO₂ карбонатов в голоценовой и брянской почве в катене по западине в Казацкой степи

Почва	Горизонт	Глубина, см	CO ₂ , %	C _{орг} , %
Разрез 1.5 м, микроводораздел				
Голоценовая	Bk	170	5.6	0.65
Брянская	Ah	195	3.4	0.77
	Ah	225	5.3	0.65
	Bk	275	9.2	0.58
	Bk	300	7.5	0.58
Разрез 5 м, микроводораздел				
Голоценовая	Bk	200	5.1	0.60
Брянская	AhBk	240	4.1	0.60
	AhBk	260	3.8	0.64
	AhBk	285	2.5	0.60
Разрез 8 м, микроводораздел				
Голоценовая	Bk	200	4.0	0.75
Брянская	Ah	220	4.0	0.92
	AhBk	240	3.2	0.75
	Bk	260	9.6	0.58
Разрез 13 м, склон				
Голоценовая	AhB	140	0.0	1.12
	Bt	150	0.0	0.68
Брянская	Ah	160	0.0	0.78
	AhB	180	1.0	0.62
	AhB	200	1.9	0.66
	AhB	220	1.9	0.66
	AhB	245	1.7	0.66
	Ah*	250	0.1	0.78
	Ah*	275	1.6	0.75
	Bk	250	6.7	0.58
	Bk	260	4.4	0.59
	Bk	275	3.5	0.64
Разрез 17 м, днище				
Брянская	AhB	200	0.0	1.10
	Ah	220	0.0	1.27
	AhB	240	0.0	1.07
	AhB	260	0.0	0.99

* Отбор образцов в ядре по клину брянской почвы.

0.78%). Это связано не только с изначально более высоким содержанием гумуса в почвах аккумулятивного сектора, но и с лучшей его консервацией в более влажных условиях днища западины. Во влажных условиях органическое вещество почв минерализуется с меньшей скоростью и сохраняется более длительное время.

Содержание карбонатов в гор. Вк брянской почвы превышает их содержание в карбонатном горизонте голоценового чернозема. Еще более резко по катене изменяется содержание карбонатов в карбонатном горизонте брянской палеопочвы. На микроводоразделе (элювиальный сектор катены) оно максимально. Резкое уменьшение их (до следов) в аккумулятивном секторе катены связано с выщелачиванием в голоцене. В днище западины карбонаты вымыты на глубину более 350 см.

Вследствие криотурбирования профиля (гор. Ah — в ядрах, гор. AhB — в клиновидных структурах и гор. Вк — межструктурных пространствах), все три горизонта брянской палеопочвы располагаются примерно на одном уровне от поверхности. Поэтому карбонатный горизонт современного чернозема в условиях микроводораздела может быть наложен на ее гумусовый, переходный и даже карбонатный горизонты. В таком случае весь профиль брянской почвы вовлекается в современное почвообразование, образуя подгоризонты с педореликтовыми чертами.

В случае развития Вк современной почвы в толще валдайского лёсса образуется горизонт светло-бурого цвета. Если же карбонатный горизонт развивается на гумусовых горизонтах брянской почвы, то к светло-бурому цвету примешивается серовато-коричневый тон — развиваются горизонты Ahkb, AhBkb. Они, во-первых, отличаются не только по цвету, но по разным формам выделений карбонатов. В горизонтах Ahkb и AhBkb карбонатов, судя по анализам меньше, чем в сложном карбонатном горизонте. В них хорошо развиты крупные и средние поры, по которым выделяются рыхлые желтые карбонаты. В карбонатном горизонте брянской почвы, который заметно больше порист, по сравнению с валдайским лёссом, карбонатные выделения выражены лучше, и они распространены в суглинистой толще более равномерно. За счет пропитки карбонатов весь горизонт Вк кажется светлее. На микроуровне наблюдения хорошо видно, что тонкодисперсный материал равномерно пропитан карбонатами, а также появляются особые, свойственные именно брянской палеопочве формы карбонатов — спаритовые зерна необычной формы в почвенной массе, свидетельствующие о высокой биогенной активности. Влияние владимирского криогенного горизонта здесь проявляется в отчетливой сортировке минерального

силикатного скелета, что отмечено при микро-морфологическом наблюдении.

В транзитном секторе уже появляется иллювиальный горизонт выщелоченного чернозема. В результате элювиально-иллювиальных процессов голоценового почвообразования из профиля брянской палеопочвы не только удалены карбонаты, но вымыты илестые частицы (о чем свидетельствуют глинистые кутаны) и полутонные оксиды, что фиксируется как макро-, так микроморфологически. На микроуровне наблюдения четко видны признаки анизотропности тонкодисперсного материала, карбонаты представлены в виде отдельных зерен спарита в порах и рассеянных в почвенной массе литогенных округлых зерен.

В аккумулятивном секторе катены профиль брянской палеопочвы меняется еще более кардинально. Вследствие геоморфологической позиции (депрессии) и более тяжелого гранулометрического состава к процессам иллювиирования ила, Fe_2O_3 и Al_2O_3 периодически присоединяются процессы сезонного оглеения. В результате этого появляется иллювиально-глеевый горизонт в основании профиля брянской палеопочвы с формами карбонатов виде недифференцированных плотных мелких нодулей в основной массе, характерных как раз для условий повышенного увлажнения.

Итак, выделены два основных этапа диагенеза брянской палеопочвы:

1. Брянская палеопочва — криогенно деформированная. Первичный диагенез произошел сразу после функционирования почвы в максимум валдайского оледенения (МИС 2). Криогенная турбация (владимирский криогенный горизонт) полностью преобразовала нормальный профиль брянской почвы. Длительное нахождение на поверхности почвы в непогребенном виде способствовало постоянному обновлению углерода и омоложению радиоуглеродного возраста как карбонатов, так и органического вещества [36].

2. Вторичный диагенез брянской палеопочвы произошел под воздействием голоценового почвообразования. Брянская палеопочва, залегающая неглубоко от дневной поверхности, является частью материнской породы современных черноземов и почв других генетических типов. Залегающая на разной глубине, она подвергается воздействию различных почвообразующих процессов в зависимости от генезиса современной почвы.

Вторичный диагенез может проявляться относительно слабо. Тогда в элювиальном секторе катены брянская палеопочва сохраняет полный профиль, включая карбонатный горизонт (рис. 3, А, 3, Б). Но он может быть настолько сильным, как в аккумулятивном секторе катены, что меняется не только профиль почвы, но даже форма криогенных деформаций. Они становятся овальными с нечеткими диффузными границами (рис. 3, А, 3, В).

Вторичный диагенез брянской палеопочвы тесно связан с генезисом западин (замкнутых микродепрессий). Антропогенный генезис западин полностью исключается. Эта территория долгое время была пограничьем оседлых и кочевых народов (“Диким полем”), слабо осваивалась и никогда не распаивалась. Это подтверждается отсутствием каких-либо антропогенных турбационных нарушений как горизонтов современных почв, так и слоев почвенно-лессовой толщи. Отсутствие крупных посткриогенных структур ярославского криогенного горизонта (брянская почва развита не только на микроводоразделе, но и на склоне, и в днище западины) исключает термокарстовое происхождение микродепрессии. Ведущие почвенно-геохимические процессы: вторичное диагенетическое преобразование всей лёссово-почвенной толщи (вынос карбонатов, заиливание, оглеение, ожелезнение, уплотнение) свидетельствует о суффозионно-просадочном генезисе изученной западины.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изученная микродепрессия имеет суффозионно-просадочный генезис. Брянская палеопочва испытала две основные фазы диагенеза. Первый этап диагенеза — изменение нормального профиля брянской почвы, образованной в теплый средневалдайский интерстадиал (в финальную фазу МИС 3), произошло в максимум валдайского оледенения (МИС 2, владимирский криогенный горизонт). Вторичный диагенез брянской палеопочвы связан с процессами голоценового почвообразования. На микроводоразделе и в верхней части склона западины карбонатный горизонт голоценового чернозема наложен на гумусовые горизонты брянской почвы. В нижней части склона голоценовые карбонаты опущены ниже. В профиле брянской почвы появляются зоны, свободные от карбонатов. В днище западины карбонатный горизонт брянской почвы полностью отмыт от карбонатов. Иллювиально-глинистый горизонт голоценовой лугово-черноземной почвы наложен на весь профиль брянской почвы. Текстура становится более плотной, а структура также меняется. Педы брянской почвы приобретают ореховатые формы и их покрывают глинистые кутаны, что для этой почвы не характерно. То есть весь профиль брянской почвы в голоцене превратился в иллювиальный горизонт черноземно-луговых почв за счет выщелачивания карбонатов и внесения глины и полуторных оксидов.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Выражаем благодарность администрации и сотрудникам Центрально-Черноземного государственного природного биосферного заповедника им. В.В. Алехина

за предоставленную возможность заложения траншеи в заповедном участке.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Завершающая часть работы, написание и подготовка материала к публикации выполнена при поддержке РФФИ, грант № 19-29-05024мк. Физико-химические исследования выполнены в химической лаборатории отдела в рамках госзадания № 0148-2019–0006. Микроморфологические исследования выполнены на оборудовании ЦКП ИФХиБПП РАН в рамках выполнения госзадания № 0191-2019-0046.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аринушкина Е.В.* Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. 488 с.
2. *Багрова С.М., Коркка М.А.* Палеопочвы брянского интерстадиала разреза Ямская степь (Белгородская область) // ЛОМОНОСОВ — 2016: XXIII Международная научная конференция студентов, аспирантов и молодых ученых: Секция “Почвоведение”; 11–15 апреля 2016 г, Москва, МГУ им. М.В. Ломоносова, факультет почвоведения. М.: МАКС Пресс, 2016. С. 49–50.
3. *Богущий А.Б.* Основные лёссовые и палеопочвенные горизонты перигляциальной лёссово-почвенной серии плейстоцена юго-запада Восточно-Европейской равнины // Стратиграфия и корреляция морских и континентальных отложений Украины. Киев: Наукова Думка, 1987. С. 47–52.
4. *Величко А.А.* Развитие мерзлотных процессов в верхнем плейстоцене. Лёсс // Лёсс — перигляциал — палеолит Восточной и Средней Европы / Под ред. Герасимова И.П. М.: ВИНТИ, 1969. С. 429–438.
5. *Величко А.А., Морозова Т.Д.* Брянская ископаемая почва, ее стратиграфическое значение и природные условия формирования // Лёссы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине М.: Наука, 1972. С. 71–114.
6. *Герасименко Н.П.* Развитие зональных экосистем Украины в четвертичном периоде. Автореф. дис. ... канд. геогр. н. Киев, 2004. 41 с.
7. *Герасимова М.И., Губин М.И., Шоба С.А.* Микроморфология почв природных зон СССР. Пушино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1992. 215 с.
8. *Глушанкова Н.И.* Палеопедогенез и природная среда Восточной Европы в плейстоцене. Москва-Смоленск: Маджента, 2008. 348 с.
9. Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии Северной Евразии за последние 130000 лет. Атлас-монография. Отв. редактор Величко А.А. М.: ГЕОС, 2002. 232 с.
10. *Зыкина В.С.* Структура лёссово-почвенной последовательности и эволюция педогенеза плейстоце-

- на Западной Сибири. Автореф. дис. ... докт. геолого-минералог. н. Новосибирск, 2006. 39 с.
11. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 223 с.
 12. Коркка М.А., Русаков А.В., Багрова С.М., Рыбин Г.В. Морфология и педостратиграфия голоценовой и позднеплейстоценовых почв (МИС5 – МИС1) разреза Ямская степь (Белгородская область) // Мат-лы III Всероссийской научной конференции с международным участием. М.: изд-во ООО ТНИ КМК, 2017. С. 306–310.
 13. Морозова Т.Д. Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981. 282 с.
 14. Наугольных С.В. Палеопочвы верхнего плейстоцена из окрестностей г. Раменское (Московская обл.), их строение и возможная интерпретация // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 2018. № 76. С. 84–98.
 15. Оликова И.С., Сычева С.А. Водный режим целинных черноземов Средне-Русской возвышенности и его изменения // Почвоведение. 1996. № 5. С. 640–649.
 16. Сычева С.А. Палеомерзлотные события в перигляциальной области Русской равнины в конце среднего и в позднем плейстоцене // Криосфера Земли. 2012. Т. 16. № 4. С. 45–56.
 17. Сычева С.А. Погребенный микулинско-валдайский рельеф и развитие междуречий Среднерусской возвышенности в позднем неоплейстоцене // Геоморфология. № 1. 2007. С. 88–105.
 18. Сычева С.А. Позднеплейстоценовые ископаемые почвы Окско-Донской равнины. Автореф. дис. ... канд. геогр. н. М.: ИГАН, 1979. 22 с.
 19. Сычева С.А. Эволюция балочной системы в климатическом цикле “оледенение-межледниковье-оледенение” // Геоморфология. 1997. № 2. С. 100–111.
 20. Сычева С.А., Седов С.Н., Хохлова О.С. Брянская палеопочва на Среднерусской возвышенности: ¹⁴C-возраст, длительность и история развития // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 2015. № 74. С. 53–68.
 21. Цацкин А.И. Палеопедологические реконструкции для позднего плейстоцена юго-запада Русской равнины. Автореф. дис. ... канд. геогр. н. М.: ИГАН, 1980. 24 с.
 22. Чичагова О.А. Радиоуглеродное датирование гумуса почв. М.: Наука, 1985. 143 с.
 23. Antoine P., Rousseau D.D., Fuchs M., Hatte C., Gauthier C., Markovic S., Jovavic M., Gaudeny T., Moine O., Rossignol J. High-resolution record of the last climatic cycle in the southern Carpathian Basin (Surduk, Vojvodina, Serbia) // Quaternary International. 2008. V. 37. P. 66–73.
 24. Antoine P., Rousseau D.-D., Zoller L., Lang A., Munaut A.V., Hatte C., Fortugne M. High-resolution record of the last interglacial-glacial cycle in the Nussloch loess-paleosol sequences, Upper Rhine area, Germany // Quaternary International. 2001. V. 76/77. P. 211–299.
 25. Gerasimenko N. Upper Pleistocene Climatic Variations in Ukraine Recorded by Loess-Paleosol and Vegetational Successions // GeoLines, 2000. V. 11. P. 86–89.
 26. Frechen M., van Vliet-Lanoe B., van den Haute P. The Upper Pleistocene loess record at Harmignies/Belgium – high resolution terrestrial archive of climate forcing // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2011. V. 173. P. 175–195.
 27. Havlíček P., Smolíkova L. Vývoj syrchno pleistocenní cheolických sedimentů Znojmo – Dřevařskýchz. The development of the Upper Pleistocene eolian sediments in Znojmo – lumber works // Věstník Českého geologického ústavu 1995. V. 70(1). P. 67–74.
 28. IUSS Working Group WRB, 2014. World Reference Base for Soil Resources 2014. International Soil Classification System for Naming Soils and Creating Legends for Soil Maps. World Soil Resources Reports No. 106. FAO, Rome.
 29. Kołodyńska-Gawrysiak R., Chodorowski J., Mroczek P., Plak A., Zgłobicki W., Kiebała A., Trzciniński J. & Standzikowski K. The impact of natural and anthropogenic processes on the evolution of closed depressions in loess areas. A multi-proxy case study from Nałęczów Plateau, Eastern Poland // Catena. 2017. № 149. P. 1–18.
 30. Kołodyńska-Gawrysiak R., Poesen J. Closed depressions in the European loess belt – Natural or anthropogenic origin? // Geomorphology. 2017. V. 288. P. 111–128.
 31. Konescka-Betley K. Fossil soils of Late Pleistocene developed from loesses // Rocznikigleboznawcze. Suppl. 1994. V. 44. P. 55–62.
 32. Kukla LOESSFEST'14-7th Loess Seminar. Abstract & field guidebook. Editors Jary Z. & Mroczek P. Wrocław. 2014. 84.
 33. Rusakov A., Sedov S., Sheinkman V., Dobrynin D., Zinoviyev E., Trofimova S., Maksimov F., Kuznetsov V., Korkka M., Levchenko S. Late Pleistocene paleosols in the extra-glacial regions of northwestern Eurasia: Pedogenesis, post-pedogenic transformation, paleoenvironmental inferences // Quaternary International. 2019. V. 501. P. 174–192.
 34. Sedov S.N., Khokhlova O.S., Sinitsyn A.A., Korkka M.A., Pusakov A.V., Ortega B., Rozanova M.S., Kuznetsova A.M., Kazdumh A.A. Late Pleistocene paleosol sequence as an instrument for the local paleogeographic reconstruction of the Kostenki 14 key section (Voronezh Oblast) as an example // Eurasian Soil Science. 2010. V. 43. P. 876–892.
 35. Sedov S., Rusakov A., Sheinkman V., Korkka M. MIS3 paleosols in the center-north of Eastern Europe and Western Siberia: Reductomorphic pedogenesis conditioned by permafrost? // Catena. 2016. V. 146. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.03.022>
 36. Sycheva S.A., Khokhlova O.S. Genesis 14C age, and duration of development of the Bryansk paleosol on the Central Russian Upland based on dating of different materials // Quaternary International. 2016. V. 399. P. 111–121. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.08.055>
 37. Terhorst B., Thiel Ch., Peticzka R., Sprafke T., Frechen M., Fladerer F.A., Roetzel R., Neugebauer-Maresch Ch. Casting new light on the chronology of the loess/paleosol sequences in Lower Austria, Eiszeitalter und Gegenwart // Quaternary Science J. 2011. V. 60. P. 270–277.
 38. van Andel T.H. The Climate and Landscape of Middle Part of Weichselian Glaciation in Europe: The Stage 3 Project // Quaternary Research. 2002. V. 57. P. 2–8.
 39. van Andel T.H., Tzedakis P.C. Palaeolithic landscapes of Europe and Environs, 150000–25000 years ago: an overview // Quaternary Science Reviews. 1996. V. 15. P. 481–500.

Transformation of the Bryansk Paleosol in Micro-Lows in the Centre of the East-European Forest-Steppe during the Maximum of Valdai Glaciation and the Holocene

S. A. Sycheva^{1, *}, P. R. Pushkina¹, O. S. Khokhlova², and P. A. Ukrainsky³

¹*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

²*Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science, Russian Academy of Sciences, Pushchino, Moscow region, Russia*

³*Belgorod State National Research University, Belgorod, Russia*

*e-mail: sychevasa@mail.ru

Recent and Late-Pleistocene soils of the central forest-steppe of the East-European Plain have been studied. The main objective of the work is revealing changes in the properties of the Bryansk paleosol (final phase of MIS 3), which is among the most important geosols of the Late Pleistocene. Changes might be induced as by cryogenesis during the Valdai glaciation maximum (MIS 2), so by the Holocene pedogenesis (MIS 1); they might differ along microcatenas. We studied the catena of Holocene soils underlain by the Bryansk paleosol within a small closed depression in the Kazatskaya steppe of the Central Chernozem Biosphere Reserve named after V.V. Alekhin in Kursk oblast. The depression is supposedly a result of subsidence of loess. Haplic Chernozems develop on the micro-high, Luvic Chernozems – on the micro-slope, and Luvic Chernozems (Stagnic) – in the bottom. The upper humus horizons of the Holocene soils are similar in all parts of the micro-catena. On the slopes and in the lower part of the micro-low, the Ah2 sub-horizon is replaced by the AE horizon, and the Bk horizon becomes carbonate-free and turns into the Bt horizon. The change in the “normal” profile of the paleosol of the Bryansk Interstadial began already at the last stages of its formation. The Bryansk soil was strongly deformed by cryogenic processes during the maximum of the Valdai glaciation (Vladimir cryogenic horizon). The secondary diagenesis of the Bryansk paleosol is associated with soil formation in the Holocene. Holocene soils are superimposed on the profile of the Bryansk paleosol, transforming it differently in different parts of the catena. On the micro-high, the diagenesis in the Holocene is regarded as minimal. The Bryansk paleosol is most transformed in the bottom of the micro-low.

Keywords: diagenesis, Chernozem, cryogenesis, the Holocene, micromorphology